

宮崎県えびの市周辺における広帯域MT観測

地殻比抵抗研究グループ

[後藤忠徳、大志万直人、住友則彦（京大防災研）
内田利弘、高倉信一（地質調査所）
藤田清士（神大理学部）、塩崎一郎（鳥大教養部）
田中良和（京大理学部）
上嶋誠、笹井洋一、歌田久司（東大地震研）]

Wide band MT soundings at Ebino, in Kakuto caldera
Research Group for Resistivity Structures in the Crust

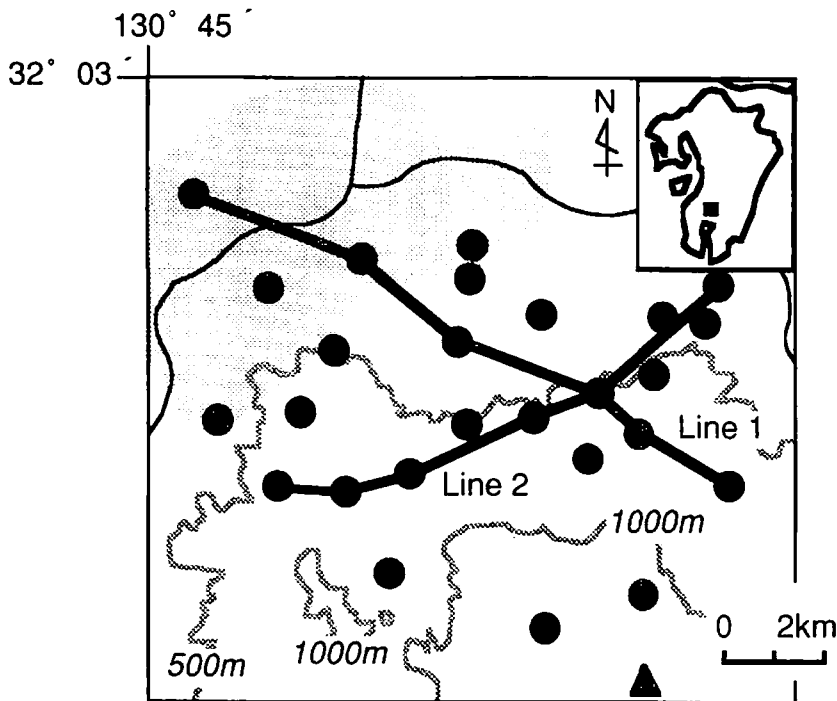
1. はじめに

霧島火山群の北西、加久藤カルデラ内ではしばしば群発地震が発生する。例えば1968年にはえびの群発地震（最大M6.1）が発生している。Minakami et al(1970)は、加久藤カルデラ内で発生した群発地震の後に、地震活動が霧島火山群に沿って南東方向に移動する事に注目し、群発地震が霧島火山群の生成に密接に関係していると考えた。例えば加久藤カルデラ内の群発地震は、カルデラの地下に存在するマグマ溜まりの状態変化を反映している可能性が考えられる。しかし、近年の地質学・岩石学的研究の結果は、必ずしもこれを支持しない。最近では松代群発地震を例として、群発地震の発生の原因として地下水の重要性も指摘されており（笹井(1994)）、カルデラ内の群発地震を引き起こすメカニズムは何であるのか非常に興味深い問題である（鍵山(1994a)）。

一方、鍵山(1994b)によると、ELF-MT、ULF-MTなどの結果から、霧島火山群の北部・中部の地下約10kmにマグマもしくは火山ガスの上昇経路に当たると思われる低比抵抗層（数 Ω m）が存在している。本研究の目的は、えびの群発地震の震源分布域の周辺で地下比抵抗構造を詳細に調べ、これと震源分布や霧島火山群の地下比抵抗構造を比較して、カルデラ内での群発地震の発生要因や、群発地震と霧島火山群との関連について考察することである。本論文では、1994年11月に行われた地球電磁気共同観測の結果と、その結果を用いた簡易的な1次元構造解析の結果について述べる。

2. 観測

我々は地下電気伝導度構造を調べるために、宮崎県えびの市周辺でMT観測を行った。本観測は地球電磁気共同観測の1つとして、1994年11月2～14日に、大学・官庁合同で行われた。本観測への参加機関は18、参加人数はのべ53人である。測定装置にはPhoenix社製のV5-MT systemが6セット用いられた。測点数は計27点である。図1に観測点の配置図



第1図. 観測点の分布図。黒丸が観測点、直線が測線1及び2を示す。また▲は韓国岳、細い実線は九州縦貫自動車道を示す。

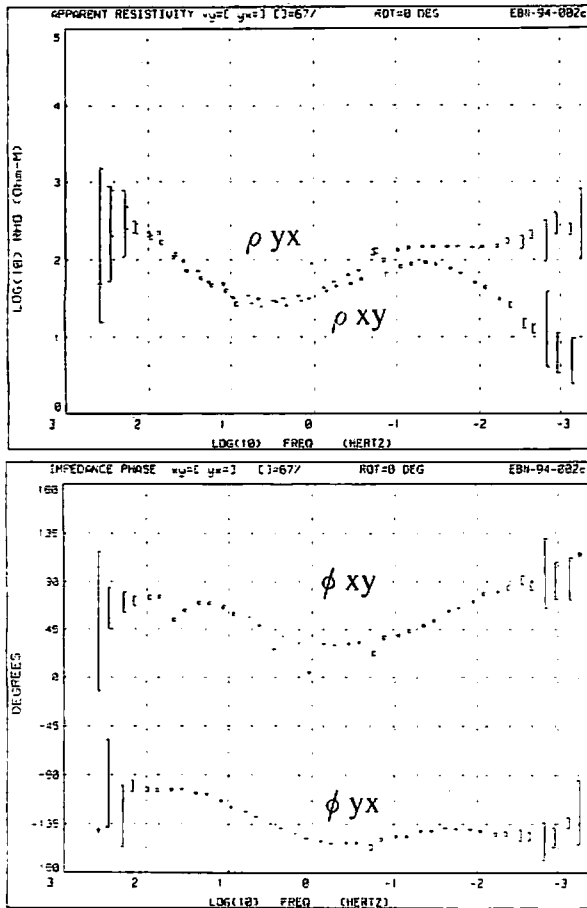
を示す。各観測点では1～4日間の電磁場変動を記録し、これをフーリエ変換することにより、周波数別に見かけ比抵抗値と位相差等の大地の電磁応答を算出した。周波数帯域は384Hz～0.00055Hz(1820秒)であり、解析した周波数の総数は40である。解析の際、2km以上離れた観測点の磁場の記録を用いて、リモートリファレンス (Gamble et al. 1979) を行った。

3. 結果

解析結果の一例として、測定誤差が最も小さかった測点02の見かけ比抵抗曲線と電場磁場間の位相差 (以下、位相差と略) 曲線を図2に示す。以下の図及び本文中では簡略化のため、電場の南北成分と磁場の東西成分から求めた見かけ比抵抗値と位相差をそれぞれ ρ_{xy} 、 ϕ_{xy} と呼ぶ。また電場の東西成分と磁場の南北成分から求めた見かけ比抵抗値と位相差をそれぞれ ρ_{yx} 、 ϕ_{yx} と呼ぶ。まず見かけ比抵抗曲線からは、次のような特徴を認めることができる。

- (1) 周波数が数百Hzより低くなるに従って、 ρ_{xy} と ρ_{yx} は両方とも減少する傾向がある。
- (2) ρ_{xy} と ρ_{yx} は共に周波数4Hz付近で極小値をとる。
- (3) 周波数が数Hzより低くなるに従って、 ρ_{xy} と ρ_{yx} は共に増加する傾向がある。また0.1Hz付近から周波数が低くなるにつれて ρ_{xy} は減少し、 ρ_{yx} は増加する傾向がある。また位相差曲線からは、次のような特徴を認めることができる。

- (1) 周波数が100Hz付近では、 ϕ_{xy} と ϕ_{yx} は両方とも45度以上の値を示す。これよりも周波数が低くなると、 ϕ_{xy} と ϕ_{yx} は共に減少する傾向がある。
- (2) ϕ_{xy} と ϕ_{yx} は周波数が1Hz付近で45度以下の値を示す。
- (3) 周波数が数Hzより低くなるに従って、 ϕ_{xy} と ϕ_{yx} は共に増加する傾向がある。また0.1Hz付近から周波数が低くなるにつれて ϕ_{xy} は増加し45度以上の値を取り、 ϕ_{yx} は減少し45度以下の値を示す。



第2図. 測点02で得た見かけ比抵抗値曲線と位相差曲線。周波数および見かけ比抵抗値は対数で示されている。各印の縦棒の長さは67%の信頼区間を示す。

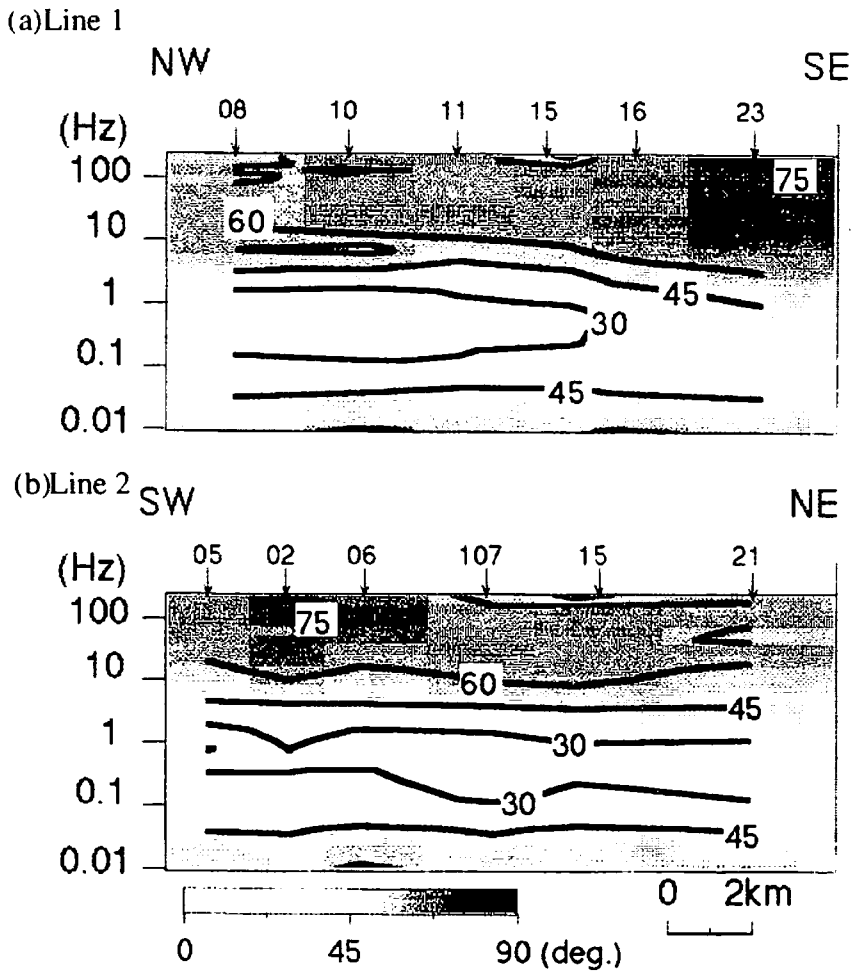
見かけ比抵抗値や、位相差は周波数が低いほど地下深部の情報を示す。また一般に、ある周波数で位相差が45度以上の場合、その周波数での電磁場の浸入深度よりも深い所に低比抵抗層が存在すると考えられ、位相差が45度以下の場合には浸入深度よりも深い所に高比抵抗層が存在すると考えられている。従って、上に挙げた見かけ比抵抗曲線等の特徴からは、測点02の表層下には比抵抗の低い層の存在が示唆され、さらに地下には比抵抗値の高い層の存在が示唆される。

次に測点02で認められた見かけ比抵抗曲線や位相差曲線の特徴が水平方向にどの様に連続しているかを見るために、我々は各測点で得た位相差に着目した。位相差は、地下浅部の比抵抗異常の影響（いわゆるstatic effect）を受けないので、広域の比抵抗構造の特徴を把握するのに適していると考えられる。ここでは各観測点で得た位相差曲線の水平方向の連続性を見るために、図1の測線1及び2に沿って位相差疑似断面を作成し、それを図3に示した。位相差疑似断面とは、縦軸に周波数を、横軸に測線に沿った観測点の位置をとり、各観測点で得た位相差の値を用いた等位相差曲線である。本論文では、観測点間の主軸方向のばらつきによる影響を押さえるため、effective phaseを用いて位相差疑似断面を作成した。effective phase（以下、 ϕ_{eff} で略）は次式で定義される。

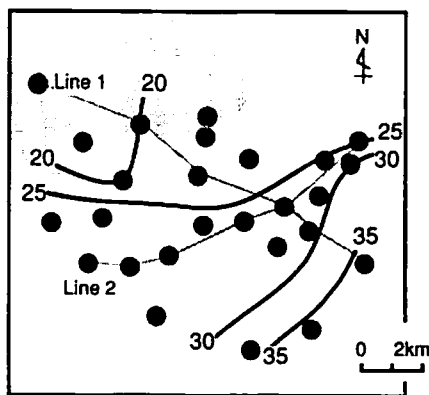
$$\phi_{eff} = (\phi_{xy} + (\phi_{yx} + 180)) / 2 \quad (1)$$

図3からは、全観測点に共通して10~100Hz付近で45度より大きい位相差が認められ、また1Hz付近で共通に小さい位相差が認められる。この事から、本観測地域の比抵抗構造については大まかに次のことがいえる。

- (1) 観測地域の表層下には共通して比抵抗の低い層が広がっているらしい。
- (2) 上述の低比抵抗層の下には、比抵抗の高い層が存在しているらしい。



第3図. (a)測線1、(b)測線2についての位相疑似断面



第4図. 0.5625Hzの ϕ_{eff} についての等位相曲線 (単位はdeg.)

また、測点23 (図3(a)) や測点02 (図3(b)) では10~100Hz付近で特に大きい位相差が観測されていることも特徴的である。

さらに、平面的に位相差がどのように変化しているのかを見るために、全観測点で安定して得ることのできた周波数0.5626Hzの ϕ_{eff} について、等位相差曲線を作成し、図4に示した。図4からは、観測点間での位相差の変化は小さいが、霧島火山群に近づくほど位相が大きくなり、えびの地震の震源域に近づくほど位相が小さくなる傾向があることが分かる。この空間的な位相の分布特徴が何を意味するかは、今後さらに解析を進めて明らかにする必要があるが、本論文では特に測線1及び2で得られた結果について、1次元構造解析と考察を行う。

4. 1次元構造解析

より定量的に本観測地域の比抵抗構造を知るために、1次元構造解析を行った。

解析に用いた手法はいわゆるBostick inversion (村上(1987)) である。Bostick inversionとは各観測点下で水平成層構造を仮定し、さらにある周波数での表皮深度を層の下面の深さと仮定した上で、次式より比抵抗値を導く、簡易的な1次元構造逆解析である。

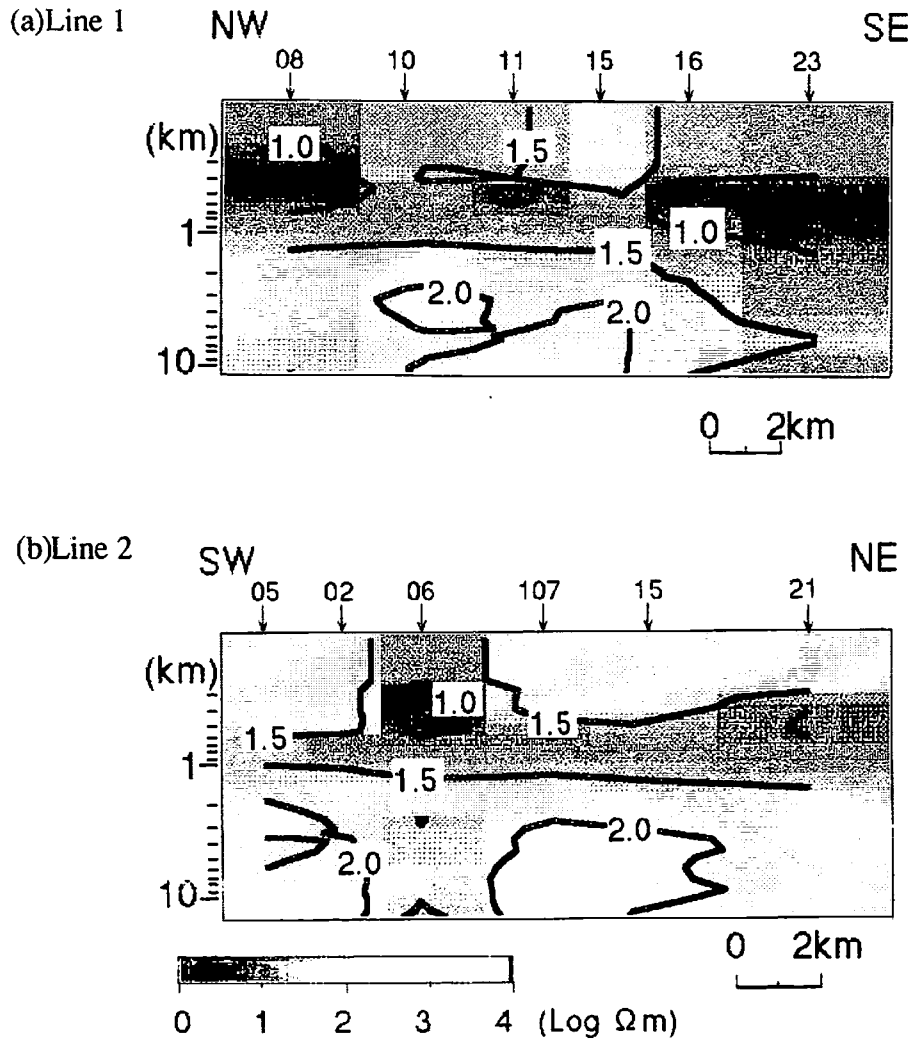
$$Z_i = \sqrt{\rho_{ai}/f} \quad (2)$$

$$\rho_i = \rho_{ai} \frac{1 - \partial \log \rho_{ai} / \partial \log f}{1 + \partial \log \rho_{ai} / \partial \log f}$$

$$\text{ただし } \partial \log \rho_{ai} / \partial \log f = (\phi_{ai} - \pi/4) / (\pi/4)$$

ここで ρ_{ai} , ϕ_{ai} はある観測点で得られた、高周波側から数えて i 番目の周波数の見かけ比抵抗値と位相差、 f は周波数を意味する。また Z_i , ρ_i は地表から i 番目の層の下面の深さと比抵抗値を意味する。

本論文では、観測点間の主軸方向のばらつきによる影響を押さえるため、Bostick



第5図. (a)測線1、(b)測線2についての比抵抗疑似断面。
見かけ比抵抗、深さは対数で表示している。矢印は観測
点を、その上の数字は測点番号を示す。

inversionの際に用いる見かけ比抵抗値(ρ_{ai})と位相差(ϕ_{ai})に、それぞれeffective apparent resistivity と effective phaseを用いた。effective phase(ϕ_{eff})は式(1)によって定義される。またeffective apparent resistivity (以下、 ρ_{eff} と略)は次式で定義される。

$$\rho_{eff} = \sqrt{\rho_{xy} \times \rho_{yx}} \quad (3)$$

また前章で述べたように0.1Hzより低い周波数では ρ_{xy} と ρ_{yx} はほぼ同じ傾向を示し、この周波数の電磁波の表皮深度までは地下の比抵抗構造は概ね水平成層構造と考えられるので、Bostick inversionには144Hz~0.1Hzまでの見かけ比抵抗値と位相差を用いた。

さらにBostick inversionによって得た各観測点での比抵抗値の深さ分布が、水平方向にどの様に連続しているか調べるために、測線1及び2に沿って比抵抗疑似断面を作成し、図5に示した。比抵抗疑似断面とは、縦軸に深さを、横軸に観測点の位置をとり、各観測点でBostick inversionによって得た比抵抗値の深さ分布を用いた等比抵抗値曲線である。実際には各観測点下で水平成層構造を仮定して比抵抗値の深さ分布を求めているので、比抵抗疑似断面に示した比抵抗構造は必ずしも観測値を説明せず、あくまで概略的な構造を示しているに過ぎないことに注意いただきたい。

測線1での比抵抗疑似断面(図5(a))からは、深さ約400m~1000mに比抵抗値が15 Ω m以下と低い値を示す層が広がっていることが分かる。またその下には比抵抗値の高い層が存在する事が分かる。また測線2での比抵抗疑似断面(図5(b))からも、測線1と同様な深さに低比抵抗層があり、その下には比抵抗値の高い層がある事が分かる。また測点23(図5(a))や測点02(図5(b))の下の低比抵抗層はその周辺に比べて少し比抵抗値が低いように見える。この事は位相からも認めることができる(図3)ので、前述の低比抵抗層は局所的に厚くなる、もしくは特に比抵抗値が小さくなる部分が存在するかもしれない。

5. まとめ

本観測の結果として、観測地域の下に共通した層構造が認められた。まず観測地域の地下数百m~約1kmには低比抵抗層が広く存在していることが分かった。またその下には再び抵抗の高い層が存在することが分かった。

この低比抵抗層の要因について考えてみる。この地域では、数百mの深さから地下水が汲み上げられ、温泉として利用されていることから、地下数百m~約1kmの低比抵抗層は水を含んだ岩石(あるいは火山堆積物)から構成されていると考えることができる。

今回は非常に大まかな地下比抵抗構造を求めたが、今後群発地震の震源分布と比抵抗構造を比較するためには、多くの課題が残されている。まず、えびの群発地震の震源領域は深さ約3kmから約9kmであり、この深さでの比抵抗構造をより精密に求めるには0.5~0.1Hz以下の周波数の見かけ比抵抗値、位相差などをよりよく説明する比抵抗構造解析が

必要である。例えば、最小自乗法などを用いた、より正確な1次元構造解析や、static effect等の除去が今後の課題である。また図2からは0.1Hz付近より低い周波数では比抵抗構造の非1次元性によるとおもわれる ρ_{xy} と ρ_{yx} の差異が認められるので、数km以上の深いところにどの様な比抵抗構造が存在するかを知るためには2次元のあるいは3次元的な比抵抗構造の解析が必要である。本観測と同じ期間に本観測地域外では、ELF-MT、ULF-MTのarray観測が行われているので、今後これらの結果も用いて加久藤カルデラの、より高分解能かつより深部までの比抵抗構造のモデリングを行う予定である。

6. 謝辞

東京大学地震研究所の鍵山恒臣先生には様々なご教授を頂いた。

7. 参考文献

- Gamble et al., (1979), Magnetotellurics with a remote reference, *Geophys.*, 44, 53-68
- 鍵山恒臣, (1994a), 霧島一やや張力的応力場に生成した火山群, *地質学雑誌*, 103, 5, 479-487
- 鍵山恒臣, (1994b), 加久藤カルデラにおける電磁気構造探査の意義, *CA研究会論文集*, 129-133
- Minakami et al., (1970), The Ebino earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcanoes, in 1968-1969, Part 4, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 205-233
- 村上裕, (1987), ポスティブインバージョン, *物理探査*, 40, 282-291
- 笹井洋一, (1994), 松代群発地震の生成機構—自然発生的大規模水圧破碎, *CA研究会論文集*, 181-195